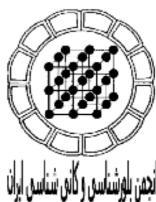
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۵، از صفحهٔ ۴۶۱ تا ۴۷۲



کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی گستره‌ی گل چشمه، جنوب نیشابور، شمال شرق ایران

اعظم انتظاری هرسینی[1]، سید احمد مظاهری*[1]، سعید سعادت[2]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۶/۱، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۵)

چکیده: گستره‌ی مورد بررسی در۲۲۰ کیلومتری جنوب غربی مشهد، و ۸۰ کیلومتری جنوب نیشابور و در گستره‌ای بین طول‌های شرقی″۳۰ ′۴۰ °۵۸ الی″۳۰ ′۴۴ °۵۸ و عرض‌های شمالی″۳۰ ′۴۷ °۳۵ الی ″۰۰ ′۵۲ °۳۵ قرار گرفته است و در پهنه‌ی ساختاری سبزوار قرار دارد. واحدهای زمین‌شناسی منطقه بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن با ترکیب تراکیت،تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالت بوده که در بعضی قسمت‌ها تحت تاثیر دگرسانی آرژیلیک، کربناتی و پروپیلیتیک قرار گرفته‌اند. فنوکریست‌های غالب در این سنگ‌ها کانی های پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، هورنبلند سوخته و پیروکسن است. بافت سنگ‌های آتشفشانی منطقه عمدتاً پورفیری با زمینه ریز دانه تا میان دانه است. تجزیه‌ی شیمیایی نشان دهنده‌ی ماهیت آهکی- قلیایی این سنگ‌هاست. غنی‌شدگی عناصر LILE (به غیر از Ba) و تهی شدگی عناصر HFSE در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. غنی شدگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشانه‌ی تشکیل ماگما در محیط فرورانش است که این خصوصیت نیز در سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی گل چشمه به خوبی دیده می‌شود. نمودارهای زمین‌ساختی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیانگر محیط زمین-ساختی قوس آتشفشانی قاره‌ای است. نسبت پایین $(La/Yb)_N$ (۹٫۳-۵٫۳) و $(Ce/Yb)_N$ (۴٫۲ تا ۷) نشان دهنده‌ی ذوب بخشی پایین و عمق کم تشکیل ماگما و کم بودن گارنت در خاستگاه است. به نظر می‌رسد که گدازه‌های منطقه گل چشمه از ذوب بخشی حدود ۲ الی ۵ درصدی گوه گوشته‌ای در عمق اسپینل-گارنت لرزولیتی با مقدار گارنت پایین به همراه آلودگی کم با پوسته ریشه گرفته‌اند.

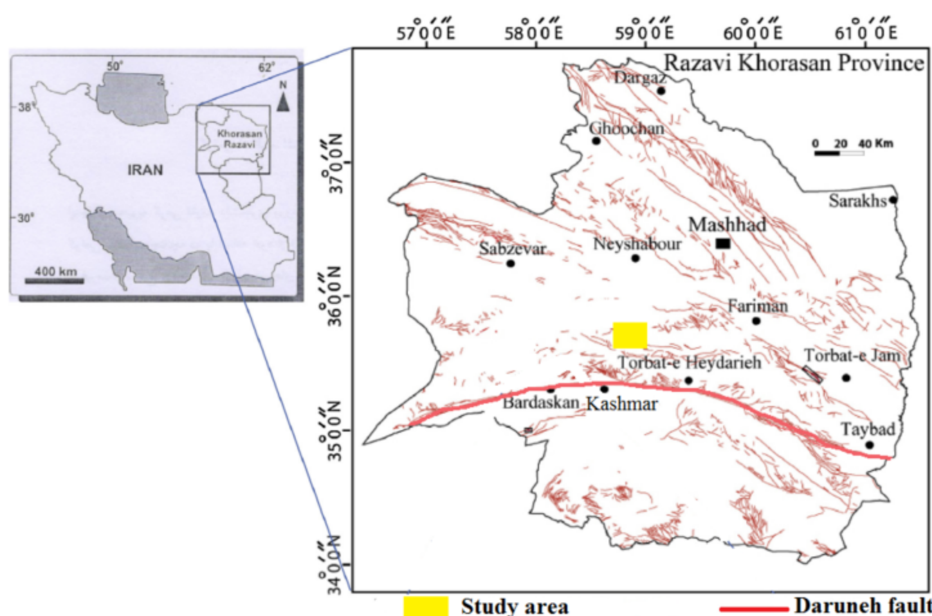
واژه‌های کلیدی: *گل چشمه؛ پهنه سبزوار؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ ذوب بخشی؛ آهکی- قلیایی.*

مقدمه

گستره مورد بررسی در۲۲۰ کیلومتری جنوب غربی مشهد،۸۰ کیلومتری جنوب نیشابور و گستره‌ای بین طول‌های شرقی ″۳۰ ′۴۰ °۵۸ الی″۳۰ ′۴۴ °۵۸ و عرض‌های شمالی″۳۰ ′۴۷ °۳۵ الی ″۰۰ ′۵۲ °۳۵ قرار گرفته است. این منطقه در شمال شرق پهنه‌ی ایران مرکزی و در زیر پهنه ساختاری سبزوار در شمال گسل درونه واقع شده است [۱-۳] (شکل ۱). زیرپهنه‌ی ساختاری سبزوار شامل گستره‌ای محدود بین گسل میامی ـ سنگ بست و گسل درونه است که در یک روند تقریبی شرقی ـ غربی از سبزوار تا مرز افغانستان ادامه دارد. در این زیر پهنه سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک برونزد محدود دارند. برونزدهای سنگی مهم این زیر پهنه، مجموعه‌های افیولیتی سبزوار و تربت حیدریه‌اند که خاستگاه اقیانوسی دارند، این سنگ‌ها میزبان ذخایر گوناگونی از نوع کرومیت، منیزیت، هونتیت و غیره هستند.

این مجموعه‌های آتشفشانی به اوایل ترشیری (ائوسن) در زون ساختاری سبزوار دیده می‌شوند که بیشتر از شمال بردسکن تا شمال تربت حیدریه و نزدیک مرز افغانستان (در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۱۳۸۷۹۷۲۷۵ ، نمابر، پست الکترونیکی: Mazaheri@ferdowsi.um.ac.ir



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه.

شمال گسل درونه) رخنمون دارند، در این گروه سنگ‌ها ذخایری از مس (دهن قلعه، تکنار)، سرب و روی (تکنار)، آنتیموان (چلپو) و طلا (ارغش، کوه زر) وجود دارند. هدف از این پژوهش بررسی‌های سنگ‌شناسی، تهیه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی دقیق، تولید داده‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه است.

روش بررسی

این مقاله به سنگ‌شناسی و ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه می‌پردازد که مراحل مختلف انجام شده شامل موارد زیرند:

۱ـ بازدید صحرایی، برداشت نمونه‌های سنگی از واحدهای مختلف منطقه و تهیه‌ی ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری.

۲ـ تهیه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰منطقه‌ی مورد نظر بر مبنای پیمایش صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی.

۳ـ نمونه برداری و ۲۰ آنالیز XRF در شرکت کانساران بینالود ایران با یک دستگاه فیلیپس مدل PW 1480 برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه.

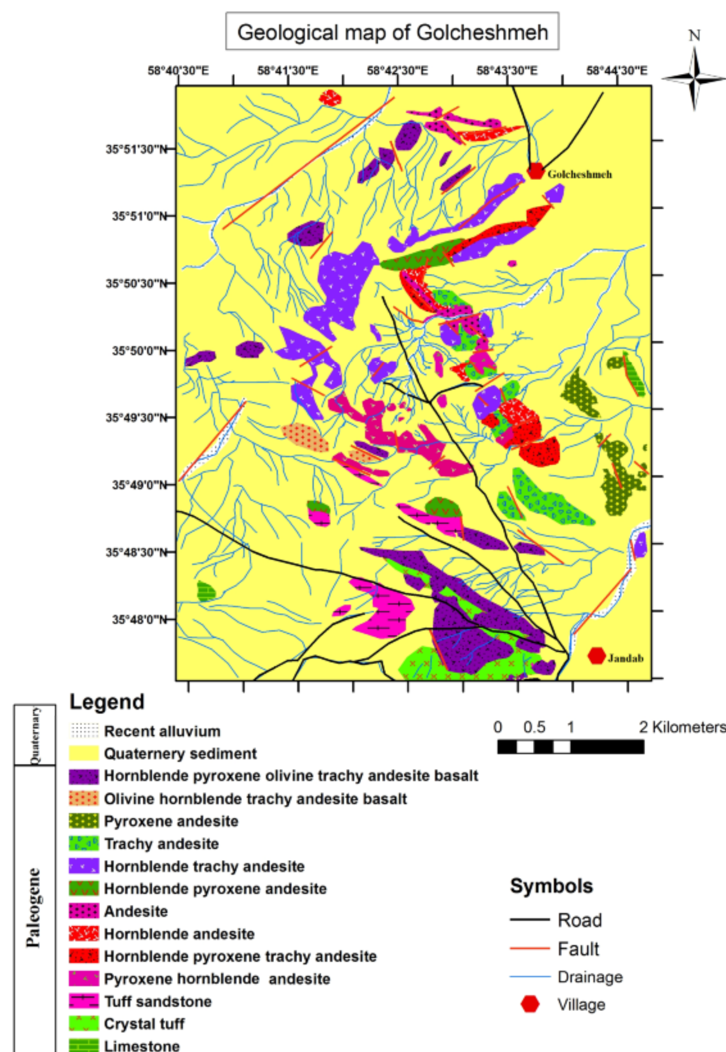
۴ـ ۲۰ آنالیز ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا (آماده‌سازی نمونه‌ها به روش ذوب قلیایی برای اندازه‌گیری عناصر فرعی و خاکی نادر سنگ‌های آتشفشانی).

۵ـ بررسی نتایج حاصل از آنالیزهای فوق و استفاده از نرم‌افزارهای GCDkit و ArcMap.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن قرار دارد، بر اساس نقشه‌ی یاد شده واحدهای سنگی منطقه به پالئوژن تعلق دارند. با توجه به بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، نقشه زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شد که بر اساس این بررسی‌ها، سنگ‌های آندزیتی زیر مشخص شدند و معلوم شد که در منطقه علاوه بر سنگ‌های آندزیتی، توف و کربنات رخنمون دارند(شکل ۲).

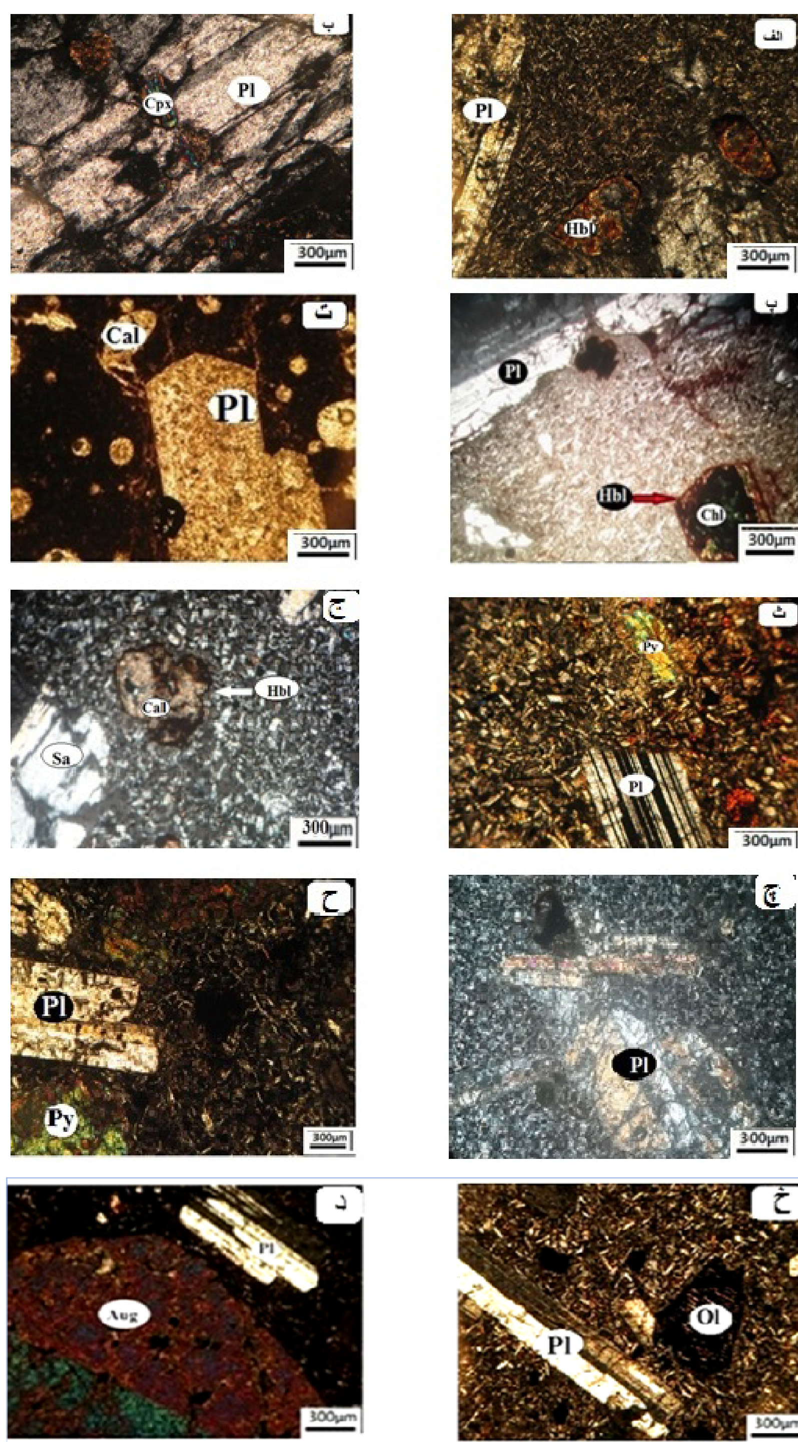
- پیروکسن هورنبلند آندزیت: این واحد در بخش جنوبی منطقه مشاهده می‌شود، و دارای بافت پورفیری با زمینه ریز دانه تا میان بلور جریانی است (شکل۳ الف). که حاوی فنوکریست‌های شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک (۸ الی۱۷درصد)، نیمه شکل‌دار، هورنبلند سوخته (۶ الی ۸ درصد) و پیروکسن (۱ الی۲ درصد) است. که در زمینه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده‌اند.
- هورنبلند پیروکسن تراکی آندزیت: واحد یاد شده در بخش مرکزی، جنوب شرقی و شمال منطقه‌ی مشاهده می‌شود.



شکل۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه‌ی مورد بررسی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰.

دارای بافت پورفیری با زمینه‌ی ریز دانه تا میان دانه و ریزبلوری است. بافت پویی کلیتیک نیز در این واحد مشاهده می‌شود (شکل۳ ب). که دارای فنوکریست‌های با شکل کامل، پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک (۲ الی۷ درصد)، سانیدین با ماکل کالسباد (۳ الی ۵ درصد) و نیمه شکل دار، پیروکسن (۲ الی۳ درصد) و هورنبلند سوخته (۱ الی۲ درصد) است. تبدیل شدگی پلاژیوکلازها و هورنبلند به کربنات (۱۵-۱۰ درصد) و مقدار کمی اپیدوت را می‌توان در بعضی مناطق مشاهده کرد، که نشان دهنده‌ی دگرسانی کربناتی و پروپیلیتیک با شدت ضیف است.

- هورنبلند آندزیت: واحد هورنبلند آندزیت در بخش مرکزی، شمال و شمال‌غربی منطقه گسترش یافته است. بافت این واحد، پورفیری با خمیره ریزدانه تا میان بلور جریانی است در بعضی بخش‌ها پلاژیوکلاز در زمینه قابل مشاهده است. بافت فرعی پویی کلیتیک و نیز بادامکی که حفره‌ها با اکسید آهن، کربنات و اپیدوت پرشده‌اند؛ در این واحد مشاهده می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار با رد پلی سنتتیکی (۳ الی۸ درصد) و نیمه شکل‌دار هورنبلند سوخته (۳ الی۵ درصد) در این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده‌اند. تبدیل پلاژیوکلاز و هورنبلند به کربنات، اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی(۲۵-۲۰ درصد) نیز مشاهده می‌شود. زمینه نیز در بعضی نقاط کربناتی و اپیدوتی شده است (شکل۳ پ). دگرسانی کربناتی و آرژیلیک با شدت متوسط در این واحد قابل مشاهده است.



شکل۳ تصاویر برگرفته از مقاطع نازک سنگ‌های آتشفشانی منطقه؛ الف) فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه‌ی ریزبلور جریانی درپیروکسن هورنبلند آندزیت. ب) بافت پویی کلیتیک در هورنبلند پیروکسن آندزیت. پ) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در یک زمینه ریزدانه جریانی در سنگ هورنبلند آندزیت که هورنبلند در مرکز به کلریت تبدیل شده است. ت) فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای که تبدیل پلاژیوکلاز و زمینه به کربنات به‌همراه بافت بادامکی که حفره‌ها به‌وسیله‌ی کلسیت پر شده‌اند در سنگ آندزیت قابل مشاهده است. ث) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه‌ی میان دانه درهورنبلند پیروکسن آندزیت. ج) فنوکریست سانیدین و هورنبلند سوخته و تبدیل هورنبلند به کربنات در هورنبلند تراکی آندزیت. چ) بافت گلومروپورفیری در تراکی آندزیت ح) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ی ریزبلوری درپیروکسن آندزیت. خ) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و الیوین ایدینگزیتی شده در سنگ الیوین هورنبلند تراکی آندزیت بازالت .د) فنوکریست پلاژیوکلاز و پیروکسن اوژیت که رد اوژیتی نیز در سنگ هورنبلند پیروکسن الیوین تراکی آندزیت بازالت، قابل مشاهده‌اند.

• آندزیت: این واحد در بخش مرکزی و شمال منطقه قابل مشاهده است. بافت این واحد، پورفیری و گلومروپورفیری با زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای است. در بیشتر مناطق علاوه بر بافت پورفیری، بافت فرعی بادامکی نیز مشاهده می‌شود. این حفره‌ها به‌وسیله‌ی کربنات،کلریت و یا سیلیس بی‌شکل پر شده‌اند. فنوکریست غالب موجود دراین سنگ‌ها، پلاژیوکلاز با شکل کامل (۵ الی ۱۰ درصد) است، کمتر از دو درصد نیز هورنبلند سوخته یا پیروکسن دیده می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و زمینه، تبدیل شدن به کربنات (۷۰-۵۰) را نشان می‌دهند (شکل۳ ت). دگرسانی به شدت در این واحد دیده می‌شود.

• هورنبلند پیروکسن آندزیت: این واحد در بخش مرکزی شمال و غرب منطقه گسترش دارد، و دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی دانه میان است که پلاژیوکلازها در زمینه قابل مشاهده‌اند. این واحد دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار با ماکل پلی سنتتیک (۱۵ الی۳۰ درصد)، پیروکسن نیمه شکلدار (۲ الی۸ درصد) و هورنبلند سوخته نیمه شکل دار(۵ الی۱۰درصد) است۳.ث. تبدیل پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی و کربناتی، تبدیل پیروکسن و هورنبلند به کلریت قابل مشاهده است. دگرسانی کربناتی و پروپلیتیکی با شدت ضعیف در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

• هورنبلند تراکی آندزیت: واحد هورنبلند تراکی آندزیت در بخش مرکزی و شمال شرقی منطقه گسترش دارد. بافت این واحد، پورفیری با خمیره ریزدانه تا میان دانه و فنوکریست‌های با شکل کامل، پلاژیوکلاز با رد پلی سنتتیکی (۱۲ الی۲۰ درصد)، سانیدین با ماکل کالسباد (۵ الی ۸ درصد) و نیمه شکل دار هورنبلند سوخته (۵ الی۱۰ درصد) در آن دیده می شود. تبدیل هورنبلند به کربنات (۴۰-۳۵ درصد) به خوبی مشاهده می‌شود (شکل۳ ج). دگرسانی کربناتی با شدت متوسط قابل مشاهده است.

• تراکی آندزیت: تراکی آندزیت در بخش مرکزی و جنوب شرقی منطقه گسترش دارد. بافت قابل مشاهده در این واحد پورفیری با زمینه‌ی ریزدانه تا میان دانه و در بعضی بخش‌ها بافت گلومروپورفیری است (شکل۳ چ). که در زمینه‌ی، بلورهای فلدسپات قلیایی و پلاژیوکلاز قابل دیدن است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار با ردی پلی سنتتیکی (۷ الی ۱۰ درصد) و سانیدین شکل‌دار با رد کالسباد (۲ الی ۵ درصد) قابل رویت است. تبدیل پلاژیوکلازها به کربنات و رس (۱۰-۵ درصد) نیز مشاهده شد.

• پیروکسن آندزیت: پیروکسن آندزیت در بخش شرقی منطقه گسترش دارد. این واحد دارای بافت پورفیری و گلومروپورفیری با زمینه ریز دانه تا میان بلور و در مناطقی بافت ریزبلوری است که در گاهی همراه با بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه، قابل مشاهده است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل دار با رد چند ترکیبی (۳ تا ۱۲ درصد) و پیروکسن نیمه شکل-دار (۲ الی۸ درصد) قابل مشاهده‌اند. در بعضی قسمت‌ها تبدیل فنوکریست پلاژیوکلاز و زمینه به کربنات و اپیدوت (۱۰-۵ درصد) مشاهده می‌شود (۳.ح).

• الیوین هورنبلند تراکی آندزیت بازالت: این واحد مورد بررسی در بخش جنوب غربی گسترش دارد، و دارای بافت پورفیری با زمینه‌ی میان دانه است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با شکل کامل و رد پلی سنتتیکی (۲۰ الی۲۵ درصد)، سانیدین شکل دار با رد کالسباد (۵ الی ۷درصد)، هورنبلندسوخته نیمه شکل‌دار (۷ الی ۱۰ درصد) و الیوین شکل دار (۳ الی ۵) دیده می‌شوند. در الیوین‌ها ایدنگزیتی شدن به روشنی مشاهده می‌شود (شکل۳ خ).

• هورنبلند پیروکسن الیوین تراکی آندزیت بازالت: این واحد در بخش جنوب، شمال و شمال شرقی مشاهده می شود و دارای بافت پورفیری با زمینه‌ی ریزبلوری است. فنوکریست‌های شکل‌دار، پلاژیوکلاز با رد پلی سنتتیک و در بعضی قسمت‌ها دارای منطقه‌بندی (۲۵ الی۳۰ درصد)، سانیدین با رد کالسباد (۳ الی ۵ درصد)، الیوین (۱۵ الی ۲۰)، پیروکسن (حدود۱۰ الی ۱۵ درصد) و نیمه شکل‌دار هورنبلند سوخته (۸ الی ۱۰ درصد) دیده می‌شود. ایدنگزیتی شدن الیوین‌ها کاملاً مشهود و پیروکسن‌ها ماکل اوژیتی را نشان می‌دهند (شکل۳ د).

ژئوشیمی و سنگ‌زایی

از مجموع ۱۴۶ نمونه برداشت شده از سنگ‌های آندزیتی منطقه، بررسی سنگ‌نگاری انجام و با توجه به شواهد و روابط صحرایی ۲۰ نمونه با کمترین اثر دگرسانی‌های تأخیری، به منظور آنالیز عناصر اصلی، به روش XRF، انتخاب شد (موقعیت نمونه‌ها و نوع سنگ بر اساس بررسی‌های سنگ نگاری مقاطع نازک میکروسکوپی در جدول ۱ آمده‌اند). پس از بررسی نتایج آنالیز عناصر اصلی این نمونه‌ها، به منظور بررسی عناصر کمیاب و خاکی نادر به روش ICP-MS تجزیه شدند (جدول ۲).

جدول ۱ موقعیت جغرافیایی و نوع سنگ‌های تجزیه شده‌ی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب منطقه گل چشمه.

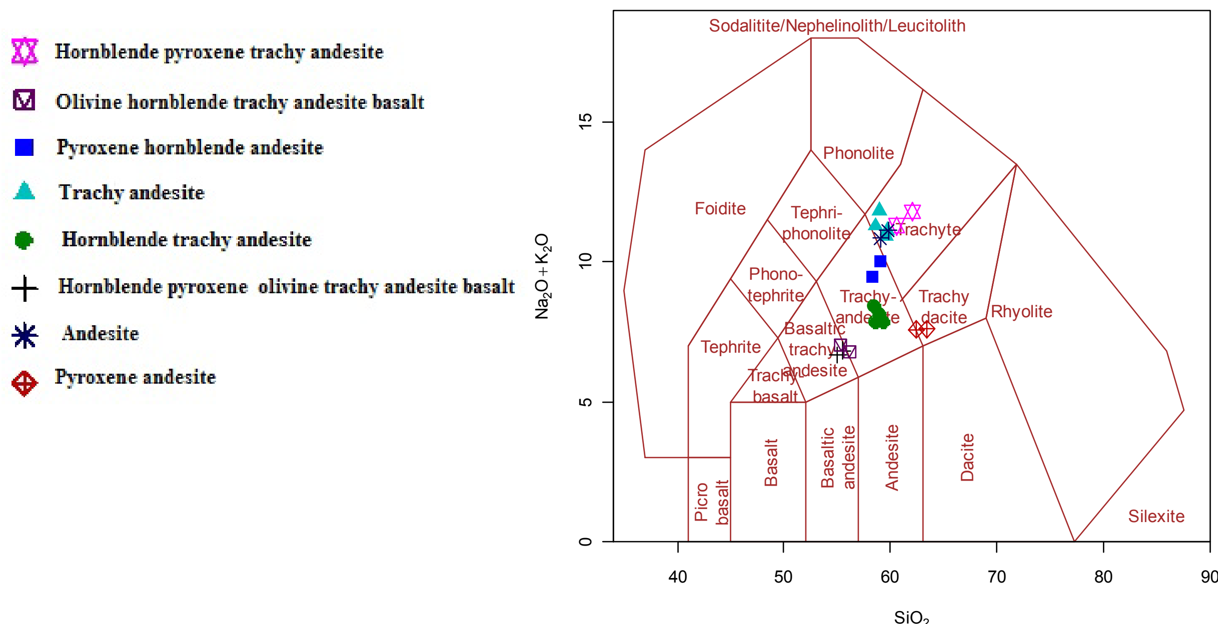
Sample	X	Y	Rock type
GCH۱۷۱	۶۵۷۲۲۸	۳۹۶۴۹۸۳	Pyroxene andesite
GCH۹۲	۶۵۷۲۶۵	۳۹۶۴۷۸۵	Pyroxene andesite
GCH1۱۱۹	۶۵۶۱۱۹	۳۹۶۲۴۴۸	Hornblende pyroxene olivine trachy andesite basalt
GCH۱۵۳	۶۵۳۰۵۷	۳۹۶۸۴۲۵	Hornblende pyroxene olivine trachy andesite basalt
GCH۱۳۱	۶۵۳۷۶۸	۳۹۶۵۲۴۱	Olivine hornblende trachy andesite basalt
GCH۱۷۹	۶۵۲۶۷۱	۳۹۶۵۶۷۰	Olivine hornblende trachy andesite basalt
GCH۶۰	۶۵۴۷۷۳	۳۹۶۶۶۶۹	Pyroxene hornblende andesite
GCH۱۷	۶۵۵۳۵۲	۳۹۶۶۴۹۴	Pyroxene hornblende andesite
GCH۱۴۰	۶۵۴۳۶۵	۳۹۶۸۳۵۳	Hornblende trachy andesite
GCH۳۵	۶۵۴۹۹۴	۳۹۶۶۸۵۵	Hornblende trachy andesite
GCH۱۶۰	۶۵۲۹۷۰	۳۹۶۶۸۹۷	Hornblende trachy andesite
GCH۱۸۳	۶۵۵۶۳۸	۳۹۶۵۹۹۸	Hornblende trachy andesite
GCH۱۶	۶۵۵۴۱۶	۳۹۶۶۵۰۸	Trachy andesite
GCH۷۱	۶۵۵۷۳۷	۳۹۶۶۲۵۵	Trachy andesite
GCH۵۷	۶۵۴۶۳۲	۳۹۶۷۳۷۷	Hornblende pyroxene trachy andesite
GCH۸۶	۶۵۵۹۹۴	۳۹۶۵۴۱۷	Hornblende pyroxene trachy andesite
GCH۴۰	۶۵۵۲۶۹	۳۹۶۶۹۱۹	Trachy andesite
GCH۳۱	۶۵۵۰۹۲	۳۹۶۷۰۴۹	Trachy andesite
GCH۲۷	۶۵۵۴۴۱	۳۹۶۶۸۴۹	Andesite
GCH۴۹	۶۵۴۸۶۶	۳۹۶۷۲۶۰	Andesite

مقدار SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین ۵۴ تا ۶۳ درصد متغیر است. برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی از نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 استفاده شد[۴]، که بنابر این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در گستره‌ی ترکیبی تراکی آندزیت بازالت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت و تراکیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴). نمودار AFM، برای تشخیص روندهای جدایش تولئیتی از آهکی- قلیایی به کار می‌رود [۵]، که معروف‌ترین نمودار مثلثی است و نام آن از اکسیدهای پیاده شده روی رأس‌های مثلث گرفته شده است.در این نمودار A شامل قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O)، F شامل اکسیدهای آهن ($FeO+Fe_2O_3$) و M شامل MgO است. که روی این نمودار سنگ‌های آذرین گستره‌ی گل چشمه تماماً در گستره‌ی آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵). به منظور بررسی عناصر فرعی و کمیاب از نمودارهای عنکبوتی، که از نمودارهای معمول برای مقایسه الگوهای ژئوشیمیایی هستند استفاده شد [۶]. از این نمودارها برای تعیین کیفی نوع سنگ خاستگاه، کیفیت ذوب بخشی سنگ خاستگاه، تبلور جزئی ماگما و نیز جدایش سری های ماگمایی استفاده شد. بر این اساس نمودارهایی برای سنگ‌های منطقه ترسیم شدند که نسبت به گوشته اولیه [۷] و عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت[۸] به هنجار شده‌اند (شکل۶ الف و ب).

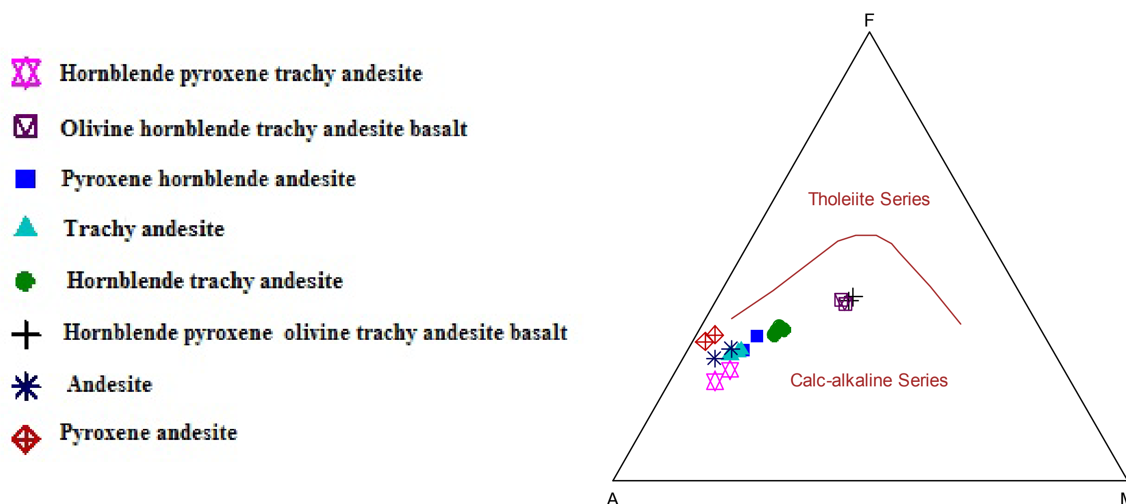
نمودارهای به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه غنی شدگی LILE (به استثنای Ba و درسنگ هورنبلند پیروکسن تراکی آندزیت Sr) و تهی شدگی HFSE را در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند که از سرشتی‌های مهم ماگماهای وابسته به فرورانش هستند [۹-۱۱].

جدول ۲ نتایج تجزیه‌ی ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی گل چشمه.

sample	GCH ۱۷۱	GCH ۹۲	GCH ۱۱۹	GCH ۱۵۳	GCH ۱۳۱	GCH ۱۷۹	GCH ۶۰	GCH ۱۷	GCH ۱۴۰	GCH ۳۵	GCH ۱۶۰	GCH ۱۸۳	GCH ۱۶	GCH ۷۱	GCH ۵۷	GCH ۸۶	GCH ۴۰	GCH ۳۱	GCH ۲۷	GCH ۴۹
SiO_2	۶۲٫۵۸	۶۱٫۵۴	۵۴٫۰۱	۵۴٫۳۹	۵۵٫۰۱	۵۴٫۵۶	۵۷٫۸۶	۵۷٫۱۲	۵۷٫۷۱	۵۷٫۳۵	۵۸٫۰۱	۵۷٫۲۵	۵۷٫۸۶	۵۷٫۴۲	۶۰٫۸۸	۵۹٫۳۵	۵۸٫۳۶	۵۸٫۱۲	۵۵٫۸۷	۵۵٫۱۲
Al_2O_3	۱۷٫۶۹	۱۷٫۵۹	۱۵٫۹۱	۱۶٫۰۵	۱۵٫۸۶	۱۵٫۶۲	۱۷٫۹۹	۱۸٫۰۳	۱۸٫۲۴	۱۸٫۳۵	۱۸٫۰۲	۱۸٫۴۲	۱۷٫۰۸	۱۶٫۸۹	۱۷٫۵۲	۱۸٫۱۳	۱۷٫۶۳	۱۷٫۵۱	۱۵٫۲۴	۱۵٫۳۵
FeO	۳٫۵۰	۳٫۸۲	۸٫۲۱	۷٫۹۲	۷٫۵۳	۷٫۴۵	۴٫۸۰	۵٫۳۵	۵٫۱۹	۵٫۱۲	۵٫۲۳	۵٫۱۷	۵٫۲۱	۵٫۳۴	۳٫۷۳	۴٫۲۲	۴٫۸۵	۵٫۰۱	۴٫۲۶	۴٫۷۸
CaO	۵٫۲۷	۵٫۹۲	۶٫۸۷	۶٫۵۲	۷٫۰۲	۷٫۲۹	۴٫۲۶	۴٫۶۲	۵٫۱۷	۵٫۲۱	۵٫۲۴	۵٫۲۷	۲٫۸۶	۳٫۴۲	۱٫۶۸	۱٫۸۹	۳٫۰۱	۲٫۹۷	۴٫۹۸	۵٫۰۲
Na_2O	۴٫۴۸	۴٫۵۳	۳٫۵۶	۳٫۴۵	۳٫۲۹	۳٫۳۵	۴٫۳۴	۴٫۱۲	۳٫۹۴	۴٫۱۵	۳٫۵۹	۳٫۷۵	۴٫۷۵	۴٫۳۵	۴٫۲۶	۴٫۱۲	۳٫۸۷	۳٫۶۷	۲٫۹۸	۲٫۸۷
K_2O	۳٫۰۲	۲٫۹۵	۲٫۹۹	۳٫۲۵	۳٫۳۸	۳٫۵۷	۵٫۴۹	۵٫۱۵	۴٫۰۲	۳٫۸۱	۴٫۰۸	۳٫۹۲	۶٫۸۹	۶٫۷۲	۷٫۳۴	۶٫۹۵	۷٫۰۲	۷٫۰۱	۷٫۴۱	۷٫۲۵
MgO	۰٫۲۷	۰٫۴۲	۵٫۲۴	۵٫۱۰	۴٫۵۲	۴٫۹۸	۱٫۷۸	۱٫۹۸	۲٫۳۵	۲٫۵۷	۲٫۳۴	۲٫۵۲	۱٫۶۹	۱٫۹۱	۱٫۴۸	۱٫۷۹	۱٫۴۹	۱٫۷۸	۰٫۹۸	۱٫۳۵
Cu	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۱٫۶۹	۱٫۸۱
TiO_2	۱٫۴۲	۱٫۳۵	۰٫۸۹۱	۰٫۸۵۴	۰٫۸۴۰	۰٫۹۱۵	۰٫۹۶۸	۱٫۰۷۱	۰٫۸۶۹	۰٫۸۶۴	۰٫۸۶۷	۰٫۸۶۲	۱٫۰۱۱	۱٫۰۰۹	۰٫۹۱۴	۱٫۰۵۰	۰٫۹۱۸	۰٫۸۹۹	۱٫۱۵۴	۱٫۳۴۰
MnO	۰٫۰۸۰	۰٫۰۶۹	۰٫۱۱۲	۰٫۱۳۱	۰٫۰۹۸	۰٫۰۷۸	۰٫۰۶۹	۰٫۰۵۹	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۶	۰٫۱۲۴	۰٫۱۰۵	۰٫۰۴۰	۰٫۰۵۱	۰٫۰۷۸	۰٫۰۸۷	۰٫۰۶۳	۰٫۰۸۷
P_2O_5	۰٫۳۳	۰٫۳۹۲	۰٫۳۴۱	۰٫۳۱۳	۰٫۳۶۲	۰٫۳۳۳	۰٫۴۵۴	۰٫۵۲۱	۰٫۴۱۸	۰٫۴۵۵	۰٫۴۱۸	۰٫۴۲۸	۰٫۷۳۲	۰٫۷۹۲	۰٫۳۲۳	۰٫۳۵۵	۰٫۵۱۳	۰٫۵۳۲	۰٫۴۶۸	۰٫۴۲۳
S	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۷
L.O.I	۱٫۰۴	۱٫۲۵	۱٫۶۲	۱٫۷۸	۱٫۸۷	۱٫۵۵	۱٫۷۳	۱٫۷۶	۱٫۶۶	۱٫۵۷	۱٫۸۵	۱٫۸۷	۱٫۴۳	۱٫۶۶	۱٫۵۱	۱٫۷۲	۲٫۰۳	۲٫۱۰	۴٫۴۰	۴٫۶۵
Total	۹۹٫۷۲	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۲	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۰	۹۹٫۷۱	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۱	۹۹٫۶۴	۹۹٫۵۲	۹۹٫۷۱	۹۹٫۵۳	۹۹٫۷۱	۹۹٫۷۲	۹۹٫۷۴	۹۹٫۷۱	۹۹٫۸۷	۹۹٫۷۶	۹۹٫۵۱	۹۹٫۷۶
Ba	۲۸۷	۲۹۴	۳۸۳	۳۶۷	۳۷۶	۳۸۱	۵۱۵	۵۵۲	۴۸۲	۴۷۵	۴۵۱	۴۵۳	۵۵۱	۵۲۵	۴۸۵	۴۳۵	۵۷۰	۵۵۲	۴۹۷	۵۰۵
Be	۲	۲	۱	۲	۱	۱	۲	۲	۱	۲	۲	۱	۱	۱	۲	۱	۲	۲	۴	۳
Co	۴٫۳	۵٫۶	۲۷٫۴	۲۸٫۲	۲۸٫۷	۲۹٫۱	۹٫۸	۱۰٫۱	۱۲٫۱	۱۲٫۸	۱۲٫۷	۱۳٫۱	۸٫۰	۹٫۱	۴٫۸	۵٫۲	۷٫۴	۶٫۹	۶٫۱	۵٫۸
Cs	۱٫۱	۱٫۵	۱٫۹	۲٫۴	۲٫۲	۲٫۶	۲٫۹	۳٫۱	۱٫۹	۱٫۵	۱٫۳	۱٫۲	۳٫۳	۲٫۸	۳٫۶	۳٫۲	۳٫۳	۲٫۹	۳٫۰	۲٫۸
Ga	۱۹٫۶	۱۸٫۳	۱۶٫۱	۱۵٫۹	۱۵٫۶	۱۶٫۲	۱۵٫۱	۱۵٫۶	۱۸٫۲	۱۸٫۸	۱۷٫۲	۱۶٫۸	۱۵٫۵	۱۶٫۱	۱۶٫۰	۱۵٫۵	۱۵٫۰	۱۴٫۳	۱۳٫۷	۱۴٫۱
Hf	۷٫۵	۷٫۴	۲٫۹	۲٫۸	۲٫۹	۲٫۹	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۳	۳٫۵	۳٫۵	۳٫۴	۳٫۶	۳٫۷	۴٫۱	۴٫۲	۳٫۷	۳٫۸	۳٫۴	۳٫۳
Nb	۲۷٫۹	۲۶٫۲	۹٫۹	۱۰٫۴	۱۱٫۵	۱۰٫۸	۱۵٫۲	۱۵٫۸	۱۴٫۵	۱۴٫۱	۱۴٫۳	۱۴٫۶	۱۶٫۵	۱۶٫۲	۱۹٫۲	۱۸٫۸	۱۵٫۸	۱۵٫۶	۱۵٫۳	۱۵٫۷
Rb	۶۸٫۰	۷۳٫۱	۷۰٫۸	۷۲٫۴	۷۴٫۴	۷۹٫۱	۱۳۵٫۴	۱۴۲٫۱	۹۷٫۰	۱۱۰٫۲	۹۶٫۱	۸۲٫۲	۱۶۰٫۴	۱۵۵٫۲	۱۸۲٫۲	۱۷۳٫۱	۱۵۸٫۷	۱۴۸٫۹	۱۴۴٫۹	۱۴۵٫۵
Sn	۳	۲	۲	۱	۱	۲	۱	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۱	۱	۱
Sr	۴۵۳٫۹	۴۳۸٫۲	۶۱۴٫۸	۵۸۰٫۳	۵۵۹٫۸	۵۹۲٫۲	۶۰۸٫۶	۵۹۵٫۱	۷۲۶٫۷	۷۱۷٫۳	۷۲۸٫۷	۷۳۱٫۲	۵۰۴٫۷	۴۹۱٫۲	۲۳۹٫۱	۲۵۱٫۲	۴۵۴٫۳	۴۳۲٫۱	۳۴۷٫۲	۳۷۱٫۱
Ta	۱٫۸	۱٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۱٫۰	۰٫۸	۱٫۱	۱٫۰	۱٫۲	۱٫۱	۰٫۹	۱٫۰	۱٫۰	۰٫۹
Th	۹٫۱	۹٫۵	۳٫۷	۴٫۳	۴٫۱	۴٫۸	۶٫۱	۶٫۲	۴٫۹	۵٫۱	۵٫۰	۴٫۸	۷٫۲	۶٫۹	۷٫۸	۷٫۴	۶٫۷	۷٫۱	۶٫۲	۶٫۳
Nb	۲٫۷	۲٫۵	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۴	۲٫۳	۲٫۵	۱٫۱	۱٫۱	۲٫۳	۲٫۴	۲٫۴	۲٫۱
V	۱۱۲	۱۲۰	۲۵۹	۲۶۲	۲۵۲	۲۴۳	۲۹۸	۳۱۰	۲۶۵	۲۵۶	۲۶۹	۲۸۵	۳۹۵	۳۷۵	۲۲۳	۲۵۹	۳۶۱	۳۴۵	۲۷۹	۲۴۲
W	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۹	۲٫۹	۳٫۱	۱٫۳	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۴	۱٫۶	۲٫۰	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۶	۳٫۳	۲٫۷
Zr	۳۰۶٫۱	۲۹۷٫۳	۱۰۸٫۶	۱۲۱٫۵	۱۱۹٫۸	۱۰۹٫۱	۱۵۷٫۹	۱۴۹٫۱	۱۴۲٫۰	۱۳۸٫۵	۱۴۰٫۹	۱۳۵٫۲	۱۶۷٫۵	۱۵۹٫۵	۱۹۳٫۵	۱۸۵٫۱	۱۶۰٫۰	۱۶۳٫۶	۱۴۸٫۰	۱۵۲٫۱
Y	۳۰٫۸	۳۱٫۲	۱۹٫۳	۱۸٫۹	۱۹٫۴	۱۸٫۸	۱۶٫۹	۱۷٫۱	۱۷٫۱	۱۶٫۸	۱۷٫۹	۱۷٫۲	۱۸٫۶	۱۸٫۳	۱۸٫۰	۱۸٫۵	۱۷٫۴	۱۷٫۱	۱۶٫۷	۱۷٫۲
La	۳۶٫۳	۳۵٫۲	۱۵٫۴	۱۵٫۸	۱۷٫۱	۱۶٫۸	۲۲٫۶	۲۱٫۷	۲۱٫۳	۲۱٫۵	۲۰٫۹	۲۱٫۲	۲۴٫۷	۲۴٫۱	۲۴٫۱	۲۳٫۲	۲۴٫۱	۲۳٫۸	۲۳٫۳	۲۳٫۹
Ce	۷۶٫۹	۷۵٫۲	۳۲٫۰	۳۲٫۲	۳۶٫۰	۳۵٫۲	۴۲٫۶	۴۳٫۲	۴۳٫۶	۴۱٫۹	۴۱٫۶	۴۲٫۳	۴۸٫۳	۴۷٫۹	۴۵٫۶	۴۴٫۹	۴۵٫۷	۴۵٫۲	۴۵٫۸	۴۴٫۹
Pr	۸٫۹۶	۸٫۵۲	۴٫۳۵	۴٫۷۱	۴٫۶۲	۴٫۴۴	۵٫۲۵	۵٫۳۷	۵٫۲۴	۵٫۱	۵٫۱۴	۴٫۹۳	۵٫۷۱	۵٫۵۴	۵٫۳۶	۵٫۵۹	۵٫۷۲	۵٫۴۵	۵٫۵۱	۴٫۸۹
Nd	۳۵٫۸	۳۶٫۴	۱۷٫۷	۱۸٫۱	۱۸٫۶	۱۸٫۴	۱۹٫۹	۲۰٫۲	۱۹٫۲	۱۸٫۸	۲۰٫۲	۲۰٫۴	۲۲٫۳	۲۲٫۶	۲۰٫۶	۱۹٫۹	۲۱٫۴	۲۲٫۳	۲۲٫۳	۲۲٫۵
Sm	۷٫۱۴	۷٫۰۱	۴٫۱۲	۳٫۹۳	۳٫۸۸	۴٫۰۷	۳٫۷۵	۳٫۸۳	۴٫۱۱	۳٫۹۵	۳٫۹۹	۴٫۰۵	۴٫۳۹	۴٫۰۹	۳٫۷۱	۳٫۹۱	۳٫۸۶	۴٫۰۱	۴٫۰۰	۳٫۸۹
Eu	۱٫۶۹	۱٫۵۸	۱٫۲۲	۱٫۱۷	۱٫۱۵	۱٫۱۱	۱٫۰۵	۰٫۹۸	۱٫۱۵	۱٫۱۹	۱٫۱۵	۱٫۱۳	۱٫۱۱	۱٫۱۵	۰٫۹۱	۱٫۰۸	۱٫۱۸	۱٫۲۱	۱٫۰۹	۱٫۱۲
Gd	۶٫۶۹	۶٫۳۵	۴٫۱۲	۳٫۹۳	۴٫۲۲	۴٫۱۷	۳٫۵۳	۳٫۶۱	۳٫۷۳	۳٫۶۸	۳٫۸۰	۳٫۷۵	۳٫۶۷	۳٫۸۶	۳٫۳۳	۳٫۵۲	۳٫۴۹	۳٫۶۲	۳٫۵۷	۳٫۴۹
Tb	۱٫۰۴	۱٫۱۱	۰٫۶۱	۰٫۵۶	۰٫۶۵	۰٫۶۱	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۳	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۵۵
Dy	۵٫۶۴	۵٫۲۳	۳٫۴۴	۳٫۶۱	۳٫۷۴	۳٫۵۴	۲٫۹۱	۳٫۱۱	۳٫۳۶	۳٫۲۱	۳٫۲۳	۳٫۳۹	۳٫۵۱	۳٫۳۳	۲٫۹۷	۳٫۰۸	۳٫۳۲	۳٫۴۵	۳٫۰۱	۲٫۹۶
Ho	۱٫۱۰	۱٫۰۵	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۷۵	۰٫۷۳	۰٫۶۰	۰٫۶۲	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۷۲	۰٫۶۵	۰٫۶۳	۰٫۶۵	۰٫۶۹	۰٫۶۳	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۶۷
Er	۳٫۲۰	۳٫۱۱	۱٫۸۱	۱٫۸۷	۱٫۹۹	۱٫۹۲	۱٫۷۸	۱٫۸۱	۱٫۹۰	۱٫۹۴	۱٫۹۲	۱٫۹۵	۱٫۸۸	۱٫۸۳	۱٫۹۰	۱٫۹۴	۲٫۰۶	۱٫۹۸	۱٫۷۹	۱٫۸۵
Tm	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۳۰	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۳۰
Yb	۲٫۹۱	۲٫۷۶	۱٫۹۵	۱٫۹۱	۱٫۹۲	۱٫۸۹	۱٫۷۰	۱٫۷۲	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۷۳	۱٫۸۷	۱٫۸۷	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۱٫۸۸	۱٫۸۴	۱٫۸۷	۱/۷۱	۱٫۷۳
Lu	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰/۲۸	۰٫۲۹



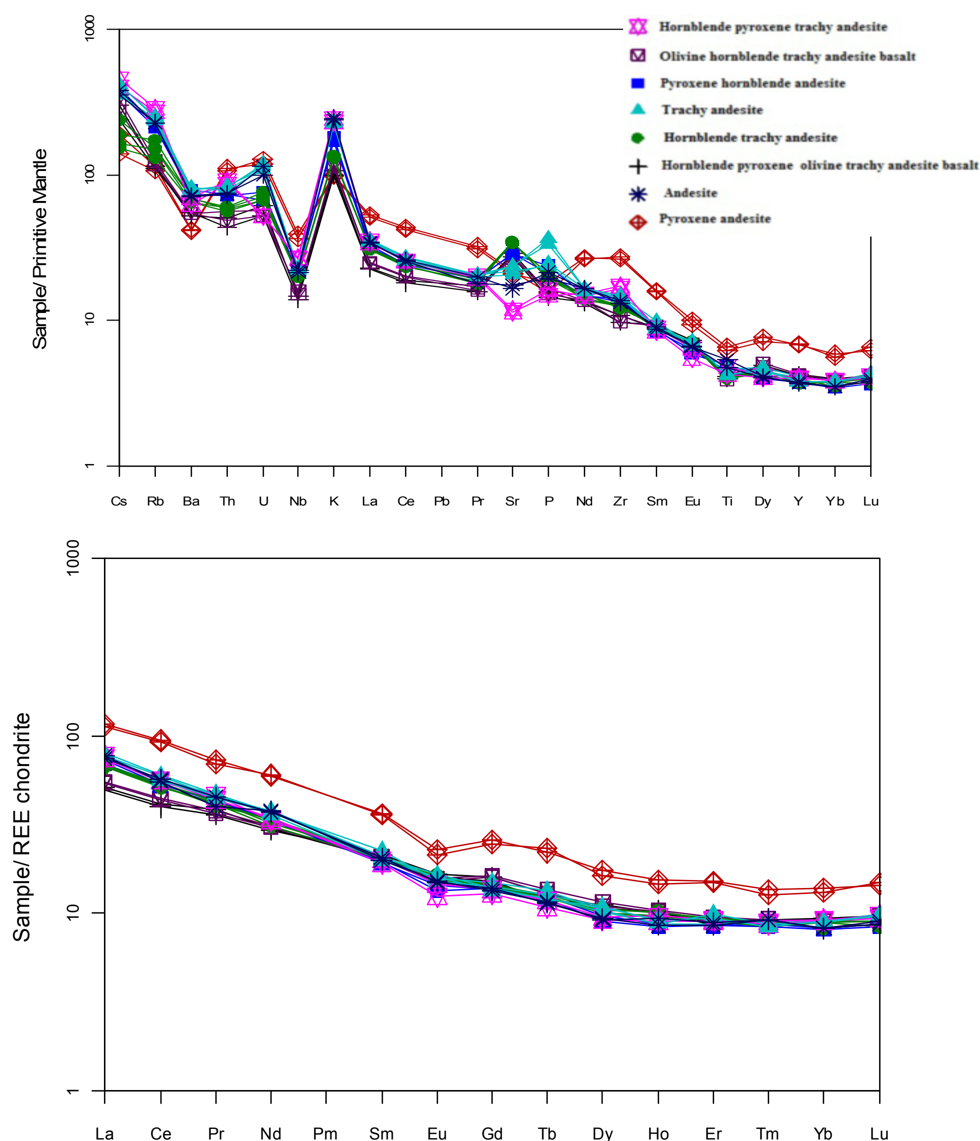
شکل۴ نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه گل چشمه [۴].



شکل۵ تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه بر اساس نمودار AFM[۵].

ویژگی عناصر ماگماهای کمان می‌تواند در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در پوسته‌ی فرورونده به درون گوشته‌ی بالای آن و دگرنهادی به وجود آید یا در اثر ذوب بخشی پایین گوشته غنی شده حاصل شود. غنی‌شدگی در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE در تمامی سنگ‌های آتشفشانی منطقه از خصوصیات ماگماهای تشکیل شده در منطقه‌های فرورانش حاشیه قاره‌ای است [۱۱-۱۳]. بیهنجاری منفی عناصر Ti, Rb و Nb می‌تواند نشان از شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد [۱۱و۱۴]. در مناطق فرورانش شاره‌های آزاد شده از لیتوسفر که از Nb فقیر و حاوی LILE بالایی هستند، به گوه‌ی گوشته‌ای افزوده می‌شوند [۱۵، ۱۶]. در انتهای دوره‌ی تریاس و آغاز ژوراسیک، صفحه‌ی ایران مرکزی به عنوان یکی از نواحی کیمرین به صفحه توران (بخشی از ابر قاره‌ی اوراسیا) جوش خورده است. این حادثه در دوره‌ی کرتاسه سبب پایدار و باقی ماندن حرکت‌های زمین‌ساختی و تشکیل چندین حوضه با عمر کوتاه از جمله سبزوار، سیستان و نایین شده است [۱۷] این حوضه‌ها با چندین گستره‌ی افیولیتی که ایران مرکزی را قطع کرده‌اند (سبزوار، سیستان و نایین – بافت) مشخص می-

شوند که نشان دهنده‌ی اقیانوس‌های کوچکی در آن (شاخه-هایی از اقیانوس نئوتتیس) است که سنگ‌های مورد بحث وابسته به فرورانش شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس در این منطقه است. در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، تهی‌شدگی عنصر Ba می‌تواند مستقل از درجه‌ی اشباع ماگمای آن‌ها از سیلیس و میزان ذوب باشد [۱۸]. غنی شدگی این سنگ‌ها از U و Th به علت آلودگی پوسته‌ای یا وابسته به سرشتی‌های خاستگاه است. در نمونه‌های منطقه مورد بررسی بی‌هنجاری منفی در عنصر Eu دیده می‌شود و مقدار Eu/Eu* در همه‌ی نمونه‌ها کمتر از یک است. هرگاه مقدار Eu/Eu* بیشتر از یک باشد بی‌هنجاری مثبت و کمتر از یک بی‌هنجاری منفی است [۱۹]. مقدار این نسبت برای سنگ‌های منطقه گل چشمه از ۰٫۹۸-۰٫۷۲ متغیر است وجود بی‌هنجاری منفی Eu از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی- قلیایی وابسته به فرورانش است و بیانگر حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه ماگماست[۹]. در نمودارهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین در تمام واحدهای آتشفشانی دیده می‌شود (شکل ۶ ب).



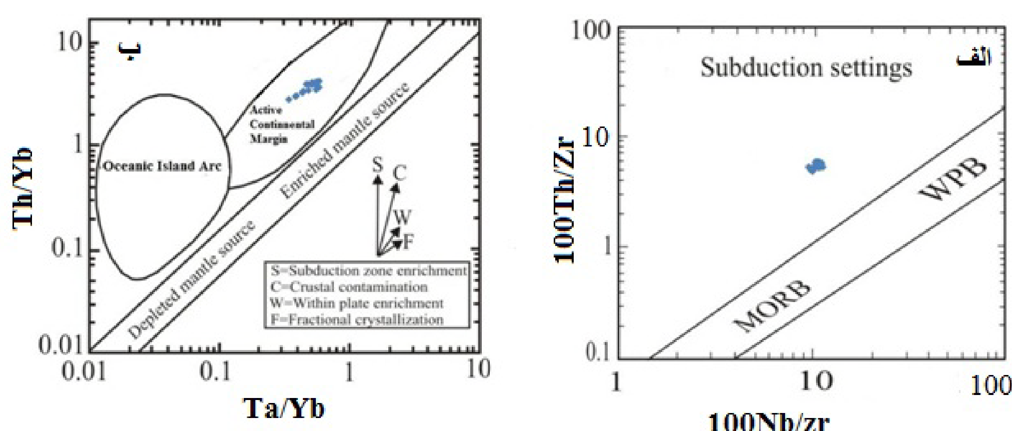
شکل ۶ الف) الگوی عناصر فرعی و خاکی نادر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه سنگ‌های آتشفشانی گستره گل چشمه داده‌های گوشته‌ی اولیه از [۷] ب) الگوی عناصر خاکی نادر به‌هنجار شده نسبت به کندریت سنگ‌های آتشفشانی گستره گل چشمه داده‌های کندریت از [۸].

خاستگاه زمین‌ساختی

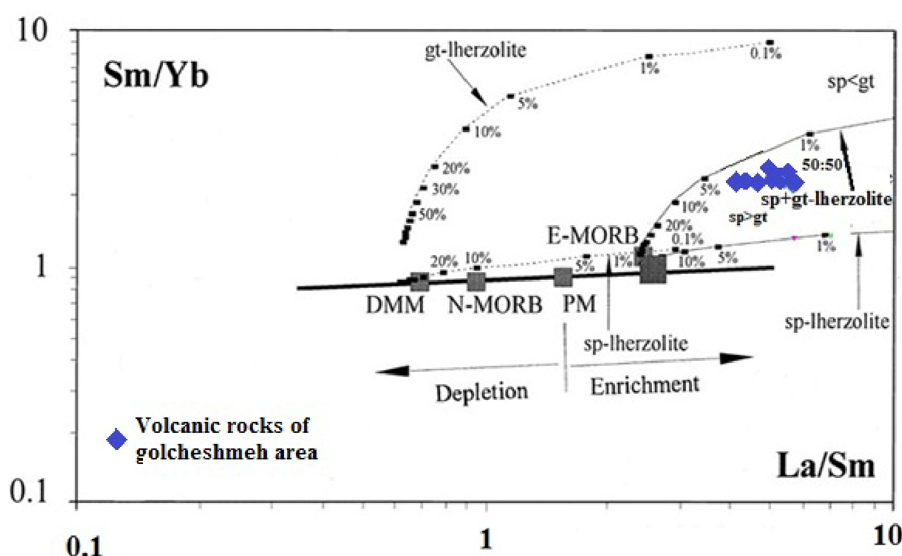
میزان عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آذرین در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف دارای تفاوت‌هایی هستند به همین دلیل جایگاه زمین‌ساختی در حل مسائل زایش سنگ‌ها اهمیت دارد. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای زیر استفاده شد. در نمودار Th/Zr 100 در مقابل 100Nb/Zr[۲۰، ۲۱] نیز سنگ‌های منطقه در جایگاه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل۷ الف)، و نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb [۱۶و۲۱] پراکنش نمونه‌ها در گستره حاشیه قاره فعال قرار می‌گیرد (شکل۷ ب)، این شکل همچنین نشان می‌دهد سنگ-های منطقه از روند تبلور جدایشی پیروی می‌کنند که این می-تواند دلیلی بر علت وجود سنگ‌های آتشفشانی منطقه از ترکیب تراکی آندزیت بازالت تا تراکیت در منطقه باشد. درجه‌ی ذوب بخشی پایین در گوشته اولیه، به‌وسیله تمرکز بالای عناصر فرعی ناسازگار و غنی شدگی LREE نسبت به HREE تشخیص داده شد. همچنین با نسبت $(La/Yb)_N$ می‌توان حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب را برآورد کرد. این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بسیار پایین (حدود ۹٫۳-۵٫۳) است که کم بودن گارنت در خاستگاه ماگما را نشان می‌دهد. نسبت $(Ce/Yb)_N$ نیز حکایت از عمق و نرخ ذوب ماگمای مادر دارد این نسبت نیز در نمونه های مورد بررسی پایین است (۴٫۲ تا ۷) که نشان از نرخ ذوب پایین و عمق کم شکل‌گیری ماگما دارد [۲۲]. برای مشخص کردن نرخ ذوب و عمق شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نمودار Sm/Yb-La/Sm نیزاستفاده شد(شکل ۸). در واقع این نمودار به عنوان نمودار MREE/HREE در مقابل LREE/MREE بود که تضمین کننده‌ی خاستگاه ذوب گارنت-لرزولیت یا اسپینل-لرزولیت است. زمانی که اسپینل-لرزولیت در معرض ذوب بخشی قرار می‌گیرد، گوشته و گدازه‌ی حاصل از گوشته، مقادیر یکسان Sm/Yb داشت، در حالی‌که مقدار La/Sm با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی کاهش می‌یابد[۲۳]، از طرفی عنصر Yb دارای ضریب توزیع بالا در کانی گارنت نسبت به اسپینل است، بنابراین ذوب بخشی گوشته گارنت‌دار، روندی آبگونی تولید می‌کند که به‌طور مشخص، از روند گدازه‌ی گوشته اسپینل‌دار تمیز داده می‌شود. این پدیده با توجه به نمودار شکل ۸ خاستگاه ذوب بخشی اسپینل- گارنت لرزولیت را برای این سنگ‌های آتشفشانی مشخص می‌کند [۲۴]. چنانکه مشخص است سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی دارای نرخ ذوب بخشی پایین از ۲تا ۵ درصد بوده وجود اندک گارنت در خاستگاه با نسبت پایین $(La/Yb)_N$ و $(Ce/Yb)_N$ همخوانی دارد. بر این اساس نمونه‌های بررسی شده در منطقه‌ی گل چشمه در گستره‌ی اسپینل-گارنت لرزولیتی گوشته‌ی غنی شده با ذوب پایین ۲ الی ۵ درصد قرا ر می گیرند بنابراین به نظر می‌رسد که گدازه-ی منطقه گل چشمه از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده نئوتتیس، از عناصر کمیاب غنی شده است ریشه گرفته باشند.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی گل چشمه مشتمل بر آندزیت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی هستند که توف و سنگ آهک نیز در منطقه رخنمون دارند. این سنگ‌ها دستخوش دگرسانی آرژیلیک،کربناتی و پروپلیتیک شده‌اند و بافت اصلی آن‌ها پورفیری با زمینه‌ی ریز دانه تا میان دانه و گاهی شیشه ای است که بافت‌های فرعی بادامکی، جریانی، پویی کلیتیک، گلومروپورفیری نیز در بعضی بخش‌ها قابل مشاهده است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. براساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، سنگ های آتشفشانی محدود مورد بررسی جزء بافت آهکی- قلیایی محسوب می‌شوند. نمودار های زمین ساختی و ژئوشیمی کل سنگ‌های منطقه بیانگر محیط زمین-ساختی قوس آتشفشانی قاره‌ای است. غنی‌شدگی در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE در تمامی سنگ‌های آتشفشانی منطقه دیده می شود که از سرشتی‌های ماگماهای تشکیل شده در منطقه‌های فورانشی حاشیه‌ی قاره‌ای است. بیهنجاری منفی عناصر Ti, Rb و Nb در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان از شکل‌گیری سنگ ها در منطقه‌ی فرورانش باشد. در مناطق فرورانش شاره‌های آزاد شده از لیتوسفر که از Nb فقیر و حاوی LILE بالایی هستند، به گوه‌ی گوشته‌ای افزوده می‌شوند. ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی در مناطق فرورانش معمولاً از گوه‌ی گوشته‌ای، شاره‌ها و گدازه-های آبدار مشتق از پوسته اقیانوسی فرورو ریشه می‌گیرند [۲۵]. درجه‌ی ذوب بخشی پایین در گوشته به‌عنوان خاستگاه تشکیل دهنده‌ی ماگمای سنگ‌های منطقه، به وسیله‌ی تمرکز بالای عناصر فرعی ناسازگار و غنی شدگی LREE نسبت به HREE تشخیص داده شد. بر اساس تجزیه شیمیایی،



شکل۷ تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی گل چشمه الف) با استفاده از عناصر کمیاب Th/Zr نسبت به Nb/Zr نمونه‌ها در گستره‌ی منطقه‌ی فرورانش قرار می‌گیرند [۲۱،۲۰]. ب) و در نمودار عناصر نادر Th/Yb نسبت به Ta/ Yb در گستره‌ی حاشیه قاره فعال واقع می‌شوند [۱۶، ۲۱].



شکل ۸ نمودارSm/Yb در مقابلLa/Sm، منحنی‌های ذوب در این نمودار براساس گوشته‌ی اسپینل- لرزولیتی و گوشته‌ی گارنت لرزولیتی محاسبه شده‌اند، نمونه‌های مورد بررسی در گستره اسپینل-گارنت لرزولیتی قرار می‌گیرند [۲۳].

سنگ‌های مورد بررسی دارایK_2O بالاو MgO پایین هستند، این ویژگی شیمیایی و نیز روند قرارگیری سنگ‌ها در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (شکل ۷ ب) می‌تواند نشانی از جدایش ماگمایی و تبلور جدایشی در سنگ‌های منطقه باشد. نتایج عناصر خاکی نادر نشان می‌دهد که ماگمای مولد سنگ-های آتشفشانی منطقه از نظر خاستگاه از اسپینل- گارنت لرزولیتی ریشه گرفت که مقدار گارنت آن کم و دارای آلودگی پایین پوسته‌ای است.

مراجع

[1] Ruttner A., Stöcklin J.,*"Geological map of Iran, scale 1:1000, 000", Geological Survey of Iran"* (1967).

[2] Berberian M., King G. C. P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.

[3] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East, scale 1:2,900,000"*, Geological Survey of Iran (1991).

[4] Middlemost E. A. K., *"Naming materials in the magma,igneous system"*, Earth-Science Reviews, 37 (1994) 215–224.

[5] Irvine T. N., Bargar W. R. A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks"*, Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (1971) 523-548.

bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 185(3) (2009) 181–202.

[17] Sengor A. M. C., *"A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonics evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A. C. (Eds.) the geology and tectonics of the Oman region"*, Geological Society of London Special Publication 49(1990) 797-831.

[18] Avanzinelli R., Elliott T., Tommasini S., Conticeli S., *"Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks form U/Th disequilibrium"*, Journal of petrology, 49 (2008) 195-223.

[19] Taylor S. R., McLennan S. M, *"The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks"*, Blackwell, Oxford (1985) 312 pp.

[20] Pearce J.A., *"Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L. (Eds.), Continental basalts and Mantle Xenoliths"*, Shiva, Nantwich (1983) Pp. 230-249.

[21] Asiabanha A, Bardintzeff JM, Kananian A, Rahimi G., *"Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution",* Journal Asian Earth Science, 45(2012) 79–94

[22] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102(2000) 67– 95.

[23] Cotton J., Le Dez A., Bau, M., Caroff M., Maury R. C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R., *"Origin of anomalous rare_earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia",* Chemical Geology, 119 (1995) 115-138.

[24] Shaw D.M., *"Trace element fractionation during anatexis",* Geochim et Cosmochim. Acta, 34(1970) 237-243.

[25] Pearce J.A., Peate D.W., *"Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas"*, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23 (1995) 251-285.

[6] Thompson R. N., *"Magmatism of the BritishTertiary volcanic province",* Scottish Journal of Geology, 18(1982) 49-107.

[7] Sun S.S., Mc Donough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean basins"*, Geological Society of London special publication, 42 (1989) 313–345.

[8] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies",* P.Henderson, (Editor), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, (1984) 63–114.

[9] Yang W., Li Sh., *"Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocksin Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton",* Lithos, 102 (2008) 88-17.

[10] Kuscu G.G., Geneli F., *"Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex",* International Journal of Earth Sciences, 99 (2010) 593-621.

[11] Rivera M., Thouret J.C., Gourgaud A., *"The 2006–2009 activity of the Ubinas volcano (Peru): Petrology of the 2006 eruptive products and insights into genesis of andesite magmas, magma recharge and plumbing system",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 270 (2014) 122–141.

[12] Brewer T. S., Daly J. S., Åhäll K.-I., *"Contrasting magmatic arcs in the alaeoproterozoic of the south-western Baltic Shield",* Precambrian Research, 92(1998) 297-315.

[13] Kampunzu A. B., Tombale A. R., Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M. P., *"Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe canton",* Lithos, 71(2)(2003) 431-60.

[14] Wilson B. M., *"Igneous petrogenesis a globaltectonic approach"*, Springer, first edition, (2007) 485pp.

[15] Borg L.E., Clynne M.A., Bullen T.D., *"The variable role of slabderived fluids in the generation of a suite of primitive calcalkaline lavas from the Southernmost Cascades, California"*, Canadian mineralogist, 35(1997) 425–452.

[16] Helvacı C., Ersoy E.Y., Sözbilir H., Erkül F., Sümer Ö., Uzel B., *"Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of Miocenevolcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-*